

UNA SECUENCIA VOLCANO-PLUTONICA-SEDIMENTARIA CRETACICA EN EL NORTE DE SINALOA; ¿UN COMPLEJO OFIOLITICO?

*Fernando Ortega-Gutiérrez¹, Ramon Prieto-Vélez²,
Yira Zúniga² y Sergio Flores²*

RESUMEN

En la región de Bacubirito, parte norte del Estado de Sinaloa, se descubrió una secuencia volcánico-plutónica asociada con rocas sedimentarias de carácter pelágico, portadoras de amonitas albianas. Con su orden estratigráfico aparentemente invertido, la secuencia parece cabalgar desde el norponiente sobre rocas verdes filoníticas de edad no conocida. Estructuralmente y de base a cima, la secuencia consiste en cuatro unidades concordantes entre sí, que son: Unidad A, calizas y pedernales tectinizados intensamente en su parte basal; Unidad B, alternancia de calizas arcillosas, lutitas calcáreas, pedernales con radiolarios e intercalaciones de caliza, toba félsica, lutitas silíceas y algunas grauwacas volcánicas; Unidad C, lavas basálticas almohadilladas con un intervalo sedimentario intercalado en la parte superior; y Unidad D, rocas gabroides y doleríticas parcialmente recrystalizadas por un metamorfismo de posible origen suboceánico.

En base a estas características petrográficas y estratigráficas, se concluye que la secuencia representa un probable complejo ofiolítico de edad albiana y tectonicamente invertido. Si el complejo estuviese expuesto en su totalidad, las consecuencias geológicas más importantes que de estos datos pudieran derivarse para el mejor entendimiento de la evolución tectónica cretácica del noroeste de México, son las siguientes: (1)-La presencia en el Albiano de una cuenca marina amplia y con corteza oceánica, situada entre la zona de subducción-arco magmático al poniente, y el subcontinente mexicano localizado hacia el oriente y (2)-El transporte tectónico (obducción) de la probable ofiolita desde el norponiente, al cerrarse este mar por una posible colisión del arco magmático con el continente.

ABSTRACT

A volcano-plutonic sequence, associated with pelagic sedimentary rocks containing Albian ammonites, was discovered in the Bacubirito area, northern Sinaloa. The sequence, with its stratigraphic order apparently inverted, seems to have been thrust from the northwest over phyllonitic green rocks of unknown age. From base to top, the sequence consists of four, mutually conformable units which are: Unit A, limestone and chert with its base strongly tectonized; Unit B, alternating shaly limestone, calcareous shale, chert with radiolarians and interbedded limestone, felsic tuff, siliceous shale, and some volcanogenic graywacke; Unit C, basaltic pillow lavas with a sedimentary interval in its upper part; and Unit D, gabbroic and doleritic rocks, partly metamorphosed under possible suboceanic conditions.

On the basis of these petrographic and stratigraphic characteristics, it is concluded that the sequence represents a probable ophiolitic complex, Albian in age and tectonically inverted. If the complex is complete, the most relevant consequences derived from these data for a better understanding of the Cretaceous tectonic evolution of northwestern Mexico are as follows: (1)-The presence during the Albian of a wide marine basin with oceanic crust between a subduction zone and a magmatic arc in the west, and the Mexican sub-continent located in the east; and (2)-The tectonic transport (obduction) from the northwest of the inferred ophiolite, as that sea closed and the magmatic arc probably collided with the continent.

INTRODUCCION

El objeto principal de este artículo es dar a conocer el descubrimiento de una secuencia volcánico-plutónica-sedimentaria, de edad cretácica, en la región de Bacubirito, Estado de Sinaloa. El estudio se llevo a cabo durante una visita que el primer autor hizo en diciembre de 1978 al Proyecto Hidroeléctrico de Bacurato de la Comisión Federal de Electricidad, sobre el Río Sinaloa. Dado el carácter prelimi-

nar del reconocimiento, este artículo consiste únicamente en la presentación de algunas relaciones de campo entre las unidades litológicas y de la descripción de la petrografía de la secuencia encontrada, mientras que en forma mas breve se analiza la posible edad de la secuencia en base a los escasos fosiles que contiene. La discusión de estos datos y su significación geológica regional se mantienen dentro de un marco muy general, acorde con su caracter preliminar, pero de suma importancia para la reconstrucción de la tectónica cretácica del noroeste de México.

El área (Figura 1) se encuentra situada en las estribaciones occidentales de la Sierra Madre Occidental, con coordenadas de 25° 53' latitud norte y 107° 58' longitud oeste,

1 - Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, México 20, D. F.

2- Comisión Federal de Electricidad, Oklahoma 85, Mexico 18, D.F.

unos 25 km al ENE de Sinaloa de Leyva. Se puede llegar a sus proximidades desde esta población o desde Mocorito, mediante las respectivas carreteras de terracería que conducen a Bacubirito.

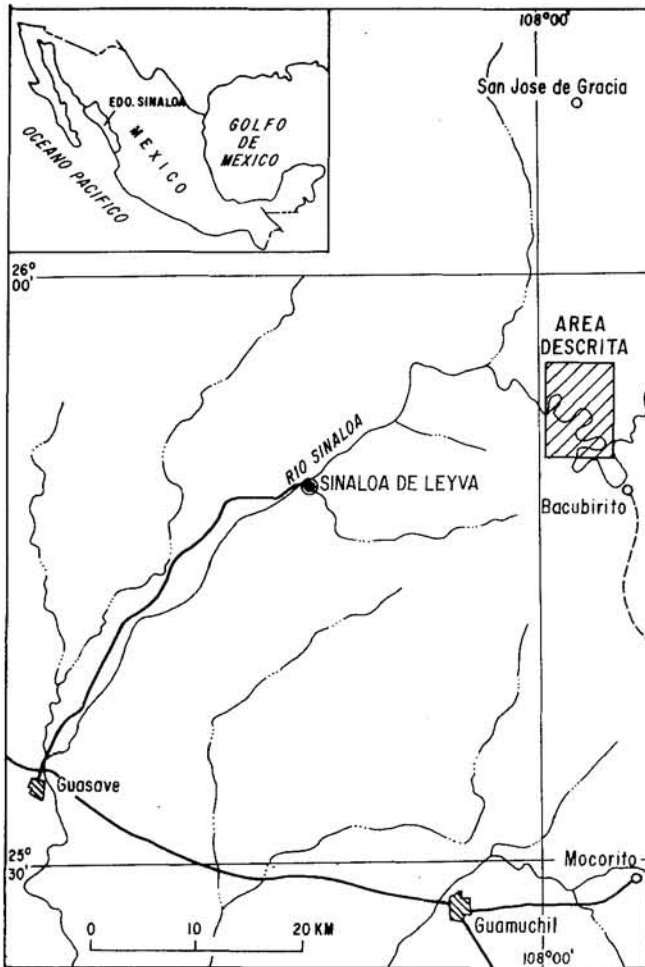


Figura 1.- Localización geográfica del área.

Geológicamente, esta región de la Sierra Madre Occidental deja ver una buena parte del "basamento" pre-oligocénico sobre el que se derramaron las extensas y voluminosas formaciones riolíticas que en esencia forman la Sierra Madre Occidental hacia el oriente del área. Los datos geológicos publicados (Márquez-Calderón, 1974) registran en la región una secuencia paleozoica, cubierta discordantemente por volcanitas cenozoicas en contacto tectónico con rocas calcáreo-arcillosas del Cretácico. El hallazgo de amonitas en las rocas situadas 8-10 km al NNW de Bacubirito implica una edad mesozoica para esta parte de la secuencia.

ESTRATIGRAFIA Y ESTRUCTURA

La secuencia (Figura 2) consiste en unidades ígneas y sedimentarias y descansa tectónicamente a lo largo de una zona de cabalgadura con poca inclinación sobre rocas verdes filoníticas. La zona de falla se inclina suavemente hacia el NNW afectando la parte basal de la secuencia, cuyos primeros 100 ó 200 m se encuentran intensamente deformados. Los datos estructurales registrados permiten reconocer claramente un rumbo general de los estratos hacia el ENE

e inclinación al NNW, en asociación con intensas flexiones locales recostadas hacia el sur, pero además definen un plegamiento posterior de carácter suave y perfil simétrico. Algunos diques de composición granítica y varios diques-tratros diorítico-andesíticos intrusionan a las unidades sedimentarias, sin producir efectos visibles de metamorfismo de contacto.

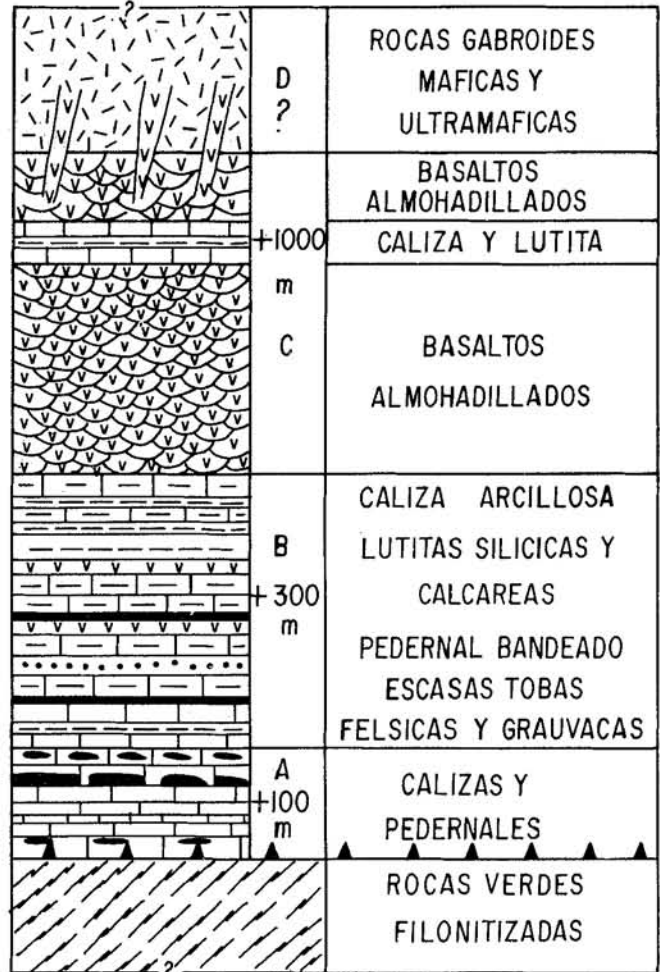


Figura 2.- Columna litológica de la secuencia de Bacubirito mostrando su contacto inferior como una cabalgadura (los espesores son estimados).

El aspecto masivo de las unidades ígneas y la aparente ausencia de estructuras indicadoras de base y cima en los estratos sedimentarios asociados, dificultan todo análisis estructural que permita evaluar la posibilidad de una inversión tectónica de la estratigrafía.

La secuencia consta de cuatro unidades litológicas concordantes entre sí, dos de las cuales pertenecen a un probable cuerpo ofiolítico, y las otras dos unidades son rocas sedimentarias de carácter pelágico. La descripción de estas unidades se hace siguiendo un orden estructural de su base hacia la cima.

Unidad A.- La base de la secuencia descansando en contacto tectónico sobre las rocas verdes filonitizadas, consiste en caliza y capas delgadas y aboudinadas de pedernal fuertemente deformadas. La caliza fluyó plásticamente adquiriendo una fina laminación tectónica de origen blastomilonítico. Por encima de la zona de falla, esta deformación disminuye rápidamente y casi desaparece unos 200 m

arriba del contacto. En sección delgada el pedernal muestra una foliación debida a la orientación dimensional, ya sea individual o agregada, de sus minerales, principalmente de la clorita. Además del sílice micro y criptocristalino, consiste en abundante carbonato, finísimas fibrillas de clorita isotrópica y cantidades menores de limonita en grumos y materia orgánica, todo ello con tamaños de 10 a 100 micras como máximo. Se observan además varios cristales de andesina de posible origen volcánico. La proporción variable de carbonato (1-30 por ciento) define un débil bandeamiento primario paralelo a la foliación secundaria.

Una muestra de caliza tectonizada perteneciente a esta unidad consiste en un fino mosaico cristalino (10-50 micras) de calcita y cantidades menores (1 por ciento) de cuarzo. No obstante el aspecto milonítico de esta roca, los carbonatos no manifiestan deformación cataclástica, pero el cuarzo sí tiene una intensa extinción ondulante y en la matriz calcárea ocurren algunas inclusiones pelíticas filonizadas.

Unidad B.- En forma transicional, varios cientos de metros de caliza arcillosa, pedernal puro e impuro finamente bandeado, lutita calcárea negra e intercalaciones de caliza, toba félsica y algunas grauvacas tobáceas de color verdoso, cubren a la Unidad A. El bandeamiento del pedernal está dado por la fina alternancia de componentes claros y oscuros. En sección delgada, uno de ellos consiste en cuarzo micro y criptocristalino, feldespato, cantidades menores de carbonato micrítico y materia orgánica (?) finamente dividida. La relativa abundancia de feldespato (principalmente plagioclasa) en combinación con el cuarzo, podría sugerir un carácter félsico (piroclástico) para muchas de estas rocas con aspecto macroscópico de pedernal; sin embargo, el predominio del sílice, el color oscuro de la roca debido a materia opaca finamente dividida posiblemente orgánica (?), el carbonato primario y la ausencia de texturas que indiquen devitrificación de materiales volcánicos, apoyan el origen sedimentario de estas rocas silíceas bandeadas y, consecuentemente, el origen parcialmente autigénico del feldespato. Es probable que ciertos intervalos milimétricos carentes de carbonatos y con mayor proporción de feldespato incluyendo abundante sanidino, ciertamente reflejen actividad volcánica riolítico-andesítica, aunque muy distante del sitio de su depósito.

Otra de las muestras estudiadas de pedernal impuro posee numerosos fragmentos de cristales de plagioclasa (andesina-oligoclasa) y, en menor proporción, de roca volcánica, dando un carácter híbrido (pedernal tobáceo) a la roca. En algunos casos el carbonato parece haber reemplazado pedernal de radiolarios, ya que se observan frecuentes estructuras circulares y simetría radial que conservan un centro de sílice, algunas de las cuales son positivamente radiolarios parcialmente recristalizados (Dávila-Alcocer, comunicación verbal, 1979; Figura 3), o en proceso de reemplazamiento por el carbonato. También existen abundantes cubos de pirla hematizada. Una de las muestras de grauvaca examinada en sección delgada presenta una textura clástica, bien clasificada, compuesta por fragmentos angulares de feldespato (principalmente plagioclasa), granos cristalinos de carbonato frecuentemente turbio, fragmentos líticos de afanitas félsicas (latita) y grumos irregulares de limonita derivados de la oxidación de sulfuros piríticos y minerales máficos (hornblenda y clinopiroxena). Esporá-

dicamente ocurren cristales de cuarzo bipiramidal. Una gran parte del carbonato es de forma muy irregular y parece de origen secundario. Las proporciones aproximadas de carbonato, líticos y cristales son respectivamente de 60, 20 y 20 por ciento.

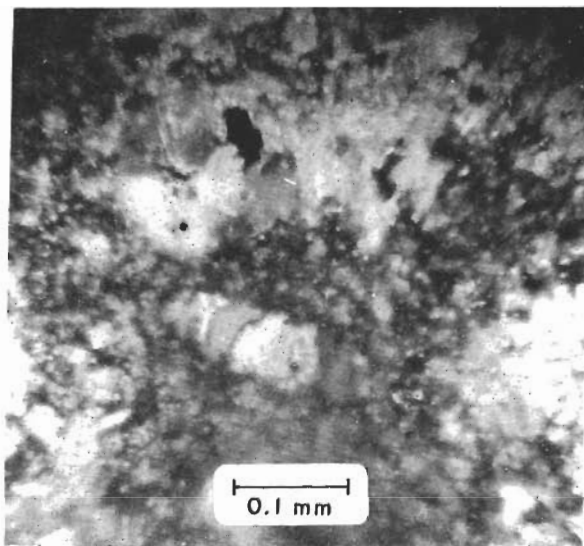


Figura 3.- Fotomicrografía de un radiolario cuya estructura silícea se encuentra parcialmente calcitizada. (Nícoles X).

Las tobas félsicas son afaníticas y coloración irregular. En sección delgada uno de sus ejemplares muestra una textura microbrechoide y consiste en abundantes fragmentos de cuarzo bipiramidal, plagioclasa y feldespatos alcalinos, manchones irregulares compuestos por sausruta y sericita con restos no alterados de clinopiroxena y escasos zircones euhedrales, todo esto dispuesto en una matriz silícea microcristalina. Los cristales fragmentados tienen una deformación notable, particularmente el cuarzo el cual manifiesta, además de la extinción ondulante, bandas muy finas entrelazándose densamente, que pueden deberse a deformación por la fuerza explosiva del volcanismo donde se originaron.

Unidad C.- En forma concordante, más de 1,000 m de basaltos almohadillados cubren a la unidad anterior. Sus estructuras de almohadilla bien desarrolladas demuestran una cristalización subacuática. En sección transversal, las almohadillas tienen fracturas radiales, costra de enfriamiento de algunos centímetros de espesor y, a veces, carbonatos recristalizados en los intersticios que sugieren una posición del antiguo piso marino por encima del nivel de compensación de los carbonatos. Las almohadillas observadas varían en tamaño, desde algunas decenas de centímetros, hasta un máximo de aproximadamente dos metros. Su parte externa es algo amigdaloides, mientras que el interior es masivo. La presencia de un intervalo sedimentario de unos 20 m de espesor en el seno de esta unidad basáltica demuestra actividad volcánica submarina por lo menos en dos períodos, separados por un intervalo de tiempo de muchos miles de años, considerando el ritmo tan lento que caracteriza la sedimentación pelágica.

Una muestra tomada de la costra de enfriamiento de una de las almohadillas, consiste en sección delgada de agregados subvolcánicos (Figura 4) de plagioclasa acicular o plumosa y clinopiroxena granular, con aquella dispuesta

como agregados radiales y entramados (Figura 5) de cristales (máx. 0.05 mm) que semejan "manojos de paja". La clinopiroxena es de hábito granular y también dendrítico; se localiza en los interespacios de la trama de plagioclasa, o como numerosas inclusiones orientadas a lo largo de las direcciones cristalinas de ese mineral (Figura 6). La composición de la plagioclasa, medida por el método de Michel-Levy, comprende la zona de oligoclasa-andesina sódica, en contraste con la composición notablemente más cálcica de las plagioclasas del interior de las almohadas, lo que sugiere una "espilitización" de la costra, posiblemente debida a reacción de las lavas basálticas con el agua sódica del mar durante y después de su cristalización. Las amígdalas son esféricas, ocupan como el 5 por ciento del área de la sección delgada, su tamaño varía desde 0.3 mm hasta un máximo observado de 2 mm y están constituidas por un mosaico policristalino de calcita y frecuentemente pirrotita anhédrica concentrada en su periferia (Figura 7); esta última también se encuentra diseminada o movilizada a lo largo de algunas microfrazuras. También se observan varios octaedros isotrópicos de color café-rojizo oscuro, que aunque semejan espinelas (picotita), se prefiere interpretarlos como pseudomorfos de limonita reemplazando magnetita original.

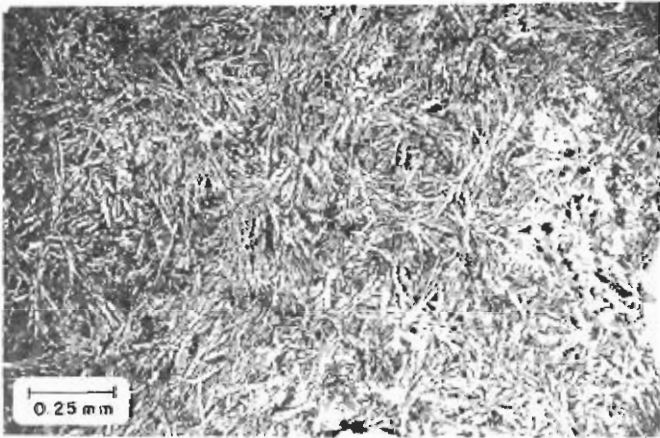


Figura 4.- Textura subvolcánica formada por haces de plagioclasa y clinopiroxena microgranular. Costra de una almohada basáltica. (Luz paralela).

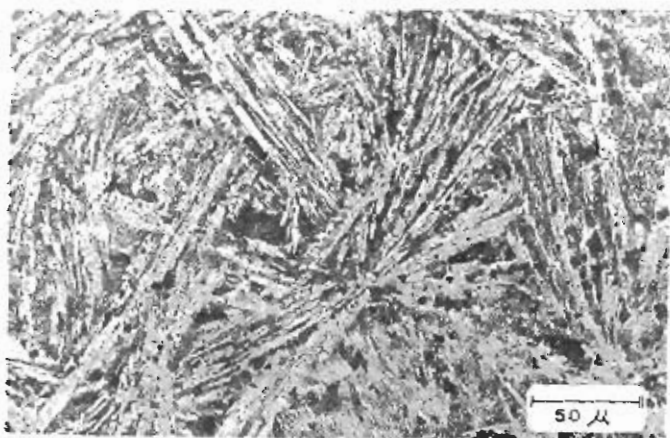


Figura 5.- Intercrecimientos simplectíticos de plagioclasa en "manojos" y clinopiroxena. Costra de una almohadilla de basalto. (Luz paralela).



Figura 6.- Cristal de plagioclasa con inclusiones orientadas de clinopiroxena. Nótese el carácter dendroide de ésta. Parte interna de una almohada basáltica. (Luz paralela).

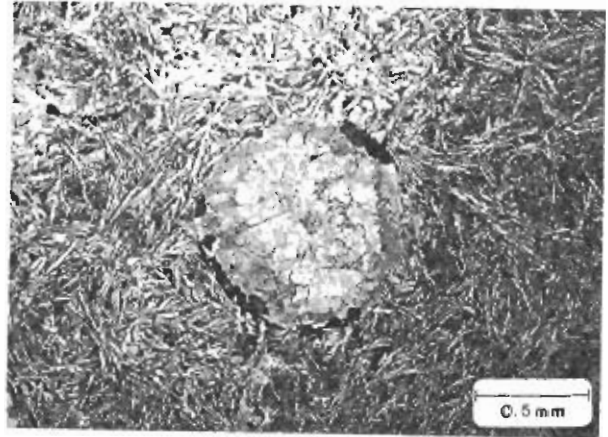


Figura 7.- Amígdala de calcita y pirrotita (opaca) concentrada en la periferia. Costra de una almohadilla de basalto. (Luz paralela).

La parte interna de las almohadillas es densa, de aspecto afanítico y color casi negro; no contiene vesículas ni amígdalas como la costra. En sección delgada, presenta una textura ofítica de finos intercrecimientos de plagioclasa y clinopiroxena mesostásica. Este mineral es a menudo de hábito cristalino arborescente o plumoso (Figura 8) y su color, variable de gris violáceo a café-rojizo, sugiere una composición titanífera. Probablemente se trate de *pigeonita* no invertida, pero debido a su pequeño tamaño, no fue posible verificarlo ópticamente. La composición medida de la plagioclasa (tamaño máx. 1 mm) es de labradorita cálcica, indicando que la espilitización no penetra al interior de las almohadas de basalto. Varios microfenocristales tabulares de plagioclasa tienen un ligero zoneamiento composicional que puede alcanzar un 10 por ciento del contenido de anortita. Mientras la plagioclasa prácticamente no tiene alteración, la clinopiroxena manifiesta un grado incipiente de sausrutización (aparentemente epidota + esfena) muy fina. Existen también pequeñas cantidades de clorita y carbonatos; estos últimos en manchones irregulares o rellenando vetillas dispuestas paralelamente entre sí. El mineral accesorio más característico es la pirrotita (1-2 por ciento) la cual se presenta diseminada, aparentemente reemplazando a la plagioclasa o a la piroxena, en asociación ocasional con el carbonato. Un poco del sulfuro es pirita secundaria.



Figura 8.- Hábito arborescente o dendrítico de la clinopiroxena (pigeonita?). Parte interna de una almohadilla basáltica. (Luz paralela).

Las texturas descritas son poco usuales o inexistentes en rocas volcánicas subaéreas y sugieren que la plagioclasa y la pigeonita (?) cristalizaron rápidamente y en forma casi simultánea, a partir de un magma totalmente fluido (ausencia de fenocristales), que fue súbitamente enfriado al entrar en contacto con el agua marina. En cambio, texturas semejantes se han descrito de numerosas localidades con basaltos submarinos y edades desde el Precámbrico hasta el reciente, en particular con aquellos genéricamente conocidos como "espilitas" (Bamba, 1974; Patwardhan y Bhandari, 1974; Spadea, 1974). Aunque se carece de un análisis químico, se pueden inferir a partir de su mineralogía los rasgos químicos principales de estos basaltos que son: su pobreza en K_2O la manifiesta la ausencia de minerales que contengan este óxido en cantidades mayores de uno por ciento y la ausencia de vidrio o sus productos de devitrificación; la riqueza en titanio se observa claramente en el color violáceo de la clinopiroxena, mientras que el carácter cálcico y aluminoso se deduce de la cristalización inicial de la plagioclasa antes que la clinopiroxena. La ausencia de olivino probablemente indica una composición toleítica global de la roca.

Unidad D.- La integran rocas intrusivas máficas y ultramáficas, cuyas relaciones geológicas con los basaltos almohadillados no se pudieron estudiar debido al carácter preliminar del reconocimiento que se hizo de la sección; sin embargo, es probable que formen parte de la misma secuencia magmática, ya que existen afinidades mineralógicas y no se observaron cambios drásticos de la estructura o metamorfismo entre estas dos unidades magmáticas. Dos de las rocas doleríticas estudiadas en sección delgada son megascópicamente afáníticas y de color gris verdoso; una de ellas (Figura 9) consiste en clinopiroxena de color rojo violáceo y débilmente pleocroica, interrecrida con plagioclasa columnar en una textura diabásica. La plagioclasa se halla entramada y sus interespacios están ocupados por clorita esferulítica de color amarillo verdoso y abundante leucoxeno (esfena criptocristalina); dicha mica también forma zonas irregulares en las que reemplazó a los minerales máficos magnéticos. Considerable ilmenita esqueletal, con un fino halo de alteración, corta a los cristales de plagioclasa y clinopiroxena. Dentro de la matriz rica en plagioclasa o directamente reemplazando a estos cristales, se observa el crecimiento de un mineral pleocroico en verde, de hábito acicular y prismático, semejante ópticamente a la *pumpellyita*. Escasos carbonatos reemplazan a la clorita, y un material criptocrista-

lino de aspecto turbio distribuido irregularmente se tomó como sausruta. La presencia de microfenocristales de plagioclasa con escaso zoneamiento oscilatorio que son cortados por la clinopiroxena, demuestra la cristalización magmática de dos generaciones de plagioclasa, una anterior y otra posterior a la clinopiroxena.

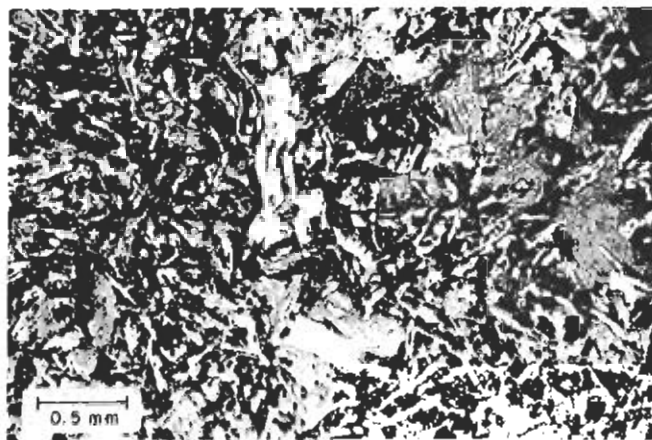


Figura 9.- Aspecto microscópico de una dolerita. En tono oscuro, clinopiroxena; en blanco, plagioclasa; y en tonos grises, clorita de origen metamórfico. (Luz paralela).

Las rocas gabroides varían en composición mineral desde máfica hasta ultramáfica y tienen una textura fanéctica de mediana a gruesa. Uno de los ejemplares máficos estudiados muestra megascópicamente una textura gruesa integrada por delicados prismas de plagioclasa intersectal y hornblenda de color negro en cristales con un tamaño máximo de 1 cm. En sección delgada, la roca consiste en hornblenda café intensamente alterada, epidota, albíta y cantidades menores de calcita, clorita, esfena, allanita y magnetita limonitizada. La íntima asociación de la albíta y la epidota sugiere que ambos minerales resultaron de la descomposición metamórfica de una plagioclasa cálcico-sódica. La alteración metamórfica de la hornblenda magmática se produjo irregularmente, tanto en su parte interna como en la periferia, dando lugar a la formación de tremolita incolora, epidota y cantidades menores de clorita magnesiana y esfena. Ocasionalmente se observa que esta hornblenda magmática está rodeada parcialmente por hornblenda o actinolita de color verde.

La única roca ultramáfica estudiada está formada por hornblenda prismática negra de 1 cm de tamaño promedio, material clorítico intersticial y escasos prismas de plagioclasa. En lámina delgada (Figura 10) la roca consiste esencialmente de hornblenda café (magmática), con su periferia reemplazada en continuidad óptica por anfíbola de color verde y contactos difusos. Frecuentemente las partes internas de la hornblenda magmática se hallan reemplazadas irregularmente por tremolita subhedral y en ocasiones por hornblenda azul verdoso; otros cristales, sin embargo, presentan una alteración a agregados de tremolita fibrosa, clorita magnesiana y un poco de cuarzo. Los escasos cristales de plagioclasa que complementan la roca son de andesina (An_{32}) y reemplazan a la hornblenda en equilibrio con la tremolita. El material clorítico intersticial lo forman agregados finos de clorita de birrefringencia parda o azul anómala que, a menudo, incluyen esfena, apatita, cuarzo y en ocasiones epidota. La clorita contigua a los óxidos opacos se encuentra oxidada, tomando un marcado pleocroísmo en

tonos de amarillo rojizo y una birrefringencia elevada que la pueden confundir con el stilpnomelano. También existen carbonatos y óxidos opacos de hierro y titanio diseminados y moderadamente hematizados. Bajo iluminación intensa, algunos de estos óxidos son en realidad translúcidos y tienen forma octaedral, por lo que podría tratarse de espinelas o magnetita limonitizada.

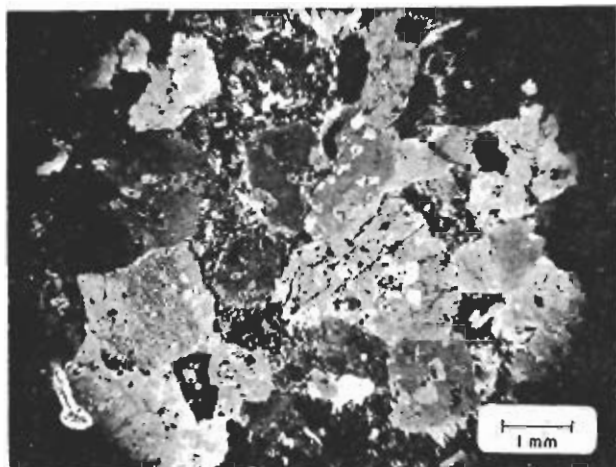


Figura 10.- Fotomicrografía de una roca ultramáfica formada por cristales subhedrales de hornblenda café y clorita magnésiana intersticial. Nótese la decoloración periférica así como el remplazamiento interno de la hornblenda magnética por tremolitización metamórfica. (Nícoles x).

METAMORFISMO

Las asociaciones minerales descritas de la Unidad D permiten distinguir una cristalización magmática seguida por alteración metamórfica parcial en condiciones estáticas. La coexistencia aparente de actinolita o tremolita y andesina, tanto de origen magmático como metamórfico, en las rocas gabroides y doleríticas estudiadas, sugiere que dicho metamorfismo puede corresponder al tipo suboceánico (Miyashiro *et al.*, 1971; Spooner y Fyfe, 1973) asociado a la expansión del piso oceánico en las proximidades de una cresta submarina, ya sea en un mar marginal o en un océano mayor.

Las asociaciones metamórficas estables detectadas en las rocas ígneas son las siguientes:

1. Basaltos: metamorfismo prácticamente nulo.
2. Doleritas: a) clorita-pumpellyita (?) - sausruta-leucocoxeno y
b) clorita-actinolita-andesina (magnética)-pistachita (trazas)-esfena-calcita.
3. Gabros: a) epidota-albita-tremolita/actinolita-clorita-esfena.
b) tremolita/actinolita-clorita-andesina ± esfena.
c) tremolita/actinolita-clorita-cuarzo-esfena.
d) hornblenda verde.

En términos generales, se puede observar una transición natural del grado de metamorfismo, desde nulo en los basaltos, a la facies con pumpellyita en las doleritas y hasta la facies de esquisto verde en éstas y en los gabros. La presencia de hornblenda verde, aunque escasa, sugiere que las

rocas gabroides sufrieron un metamorfismo de contacto o hidrotermal en la facies corneana de hornblenda asociado espacialmente con el suboceánico. La ausencia total de texturas orientadas (foliación) o deformación de los minerales en todas estas rocas, indica que el metamorfismo, sea éste suboceánico, hidrotermal o de contacto, es anorogénico y que se desarrolló antes de la incorporación tectónica de la secuencia claramente oceánica en la parte superior de la corteza continental donde se encuentra ahora.

EDAD DE LA SECUENCIA

Aunque no se localizaron fósiles en los materiales sedimentarios directamente en contacto o interestratificados en la Unidad C basáltica, cuatro fragmentos de amonitas, dos de ellos en buen estado de conservación, se colectaron de la Unidad B sedimentaria que *concordantemente* subyace a las rocas ígneas básicas. Los dos mejores ejemplares de amonitas, estudiados por la Dra. Gloria Alencáster del Instituto de Geología, se identificaron con cierta reserva como *Eoscaphtes* sp. del Albiano tardío o *Paracanthoplites* sp. del Albiano temprano. Resulta interesante destacar la afinidad que tienen estas especies con las faunas de Texas y de Francia; es decir, con las del Mar de Tethys.

El estudio preliminar (Dávila-Alcocer, comunicación personal, 1980) de diversos radiolarios esféricos, cónicos y cruciformes extraídos de una de las muestras de pedernal, confirma la edad mesozoica de estas rocas.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

Los datos geológicos presentados permiten establecer, con un mínimo de inferencias, el carácter suboceánico de las rocas ígneas básicas y pelágico de las sedimentarias. La presencia de amonitas del Albiano en estas últimas y su relación concordante con las rocas basálticas, demuestran razonablemente la edad cretácica de toda la secuencia.

Si se parte de la idea más generalizada en América (Penrose Participants, 1972) de que aquellas secuencias volcánoplutónicas con peridotitas tectonizadas en la base, gabros diferenciados en la parte media y basaltos amohadillados cubiertos por o a veces interestratificados con rocas sedimentarias pelágicas en la parte superior constituyen una *ofiolita*, y de que éstas representan antiguos fragmentos de corteza oceánica y manto superior tectónicamente incorporados a la corteza continental (Dewey y Bird, 1970; Gass *et al.*, 1975; Coleman, 1977) por la dinámica litosférica, la secuencia de Bacubirito se puede interpretar como una *probable ofiolita*. Si estudios posteriores llegaran a confirmar esta naturaleza ofiolítica de la secuencia volcánico-plutónica de Bacubirito, se pueden derivar muy importantes consecuencias para la reconstrucción de la evolución geológica cretácica del norponiente de México. Por ahora, las principales razones que impiden clasificar categóricamente a estas rocas como una ofiolita son:

- 1 - La secuencia estratigráfica es incompleta, ya que no se identificaron las rocas peridotíticas correspondientes.
- 2 - La secuencia estratigráfica se encuentra aparentemente invertida, comparada con la de las ofiolitas clásicas (Moore y Vine, 1971; Dewey y Bird, 1970).
- 3 - Exclusivamente se identificó hornblenda como

mineral máfico magmático en las rocas gabroides.

Estas objeciones, aunque impiden afirmar todavía el carácter ofiolítico de la secuencia, en realidad podrían ser eliminadas por estudios más completos y por las siguientes consideraciones: Primero, la sección geológica no se completó por limitaciones de tiempo, así que hay probabilidades de que las rocas peridotíticas estén expuestas más allá del área reconocida. En segundo lugar, la aparente inversión estratigráfica puede ser explicada tectónicamente, ya que la cabalgadura que separa a la secuencia de Bacubirito de las rocas verdes filoníticas y la clara inversión de la zonificación metamórfica (sin metamorfismo hacia la base y en la facies de esquistos verde en la parte superior), apoyan esta conclusión. Finalmente, la exclusiva presencia de hornblenda en los gabros estudiados, en contraste con la mayoría de las ofiolitas donde los máficos predominantes son olivino y piroxenas, podría atribuirse a su cristalización en un ambiente rico en fluidos acuosos bajo presión elevada (mínima de 1-2 kilobares, según los datos experimentales obtenidos por Yoder y Tilley, 1962) y determinada por una posible comunicación de la cámara magmática en cristalización con las aguas del océano, como han sugerido Hopson y Frano (1979) para la ofiolita Point Sal de California, cuyas rocas gabroides también son muy ricas en hornblenda primaria.

Las rocas volcano-sedimentarias del Cretácico Inferior de Sinaloa (Clark, 1971; Bonneau, 1969), Baja California (Allison, 1955; Silver *et al.*, 1963) y Sonora (King, 1939; Rangin, 1978; Roldán-Quintana y González-León, 1979) implican, por un lado, la presencia de una cuenca sedimentaria ensiálica con facies clásticas y carbonatadas en la región de Sonora; o bien, la de un arco volcánico (Formación Alisitos; Santillán y Barrera, 1930) extendiéndose desde el norponiente de Baja California por el sur de Sonora y continuándose en Sinaloa. Todas estas rocas carecen de ofiolitas como la que *aparentemente* contiene esta nueva localidad cretácica temprana de Sinaloa.

La litología de la secuencia de Bacubirito, independientemente de su carácter probablemente ofiolítico, sugiere un ambiente marino pelágico con volcanismo básico efusivo; es decir, típicamente oceánico que contrasta con los ambientes del Cretácico mencionados en el noroeste de México, donde predominaron depósitos volcánicos de tipo explosivo, sedimentos marinos epicontinentales y volcanitas continentales hacia la parte occidental de Sonora (J. Roldán-Quintana, comunicación personal, 1979; King, 1939, p. 1677-1678).

La paleogeografía cretácica de esta región incluye la existencia de una zona de subducción al poniente, en la que la placa paleopacífica es consumida para generar un arco magmático (Formación Alisitos) en el borde continental norteamericano. Sin embargo, el hecho de que la secuencia oceánica de Bacubirito esté situada actualmente entre el cratón norteamericano y la Península de Baja California, antes contigua al continente, introduce la necesidad de modificar este modelo paleogeográfico para acomodar la probable corteza oceánica de Bacubirito. Si ésta representa un mar marginal entre el arco magmático (intraoceánico) y el continente o se trata de otro tipo de cuenca oceánica de mayor o menor tamaño, es imposible de discutirlo sin antes saber la extensión real, así como la estructura regional y la petrología de esta secuencia claramente anómala en la estratigrafía cretácica del noroeste de México.

Lo que parece importante es que la presencia contigua en el Estado de Sinaloa de las rocas sedimentarias marinas interestratificadas con volcanitas de composición andesítica (Bonneau, 1969), comparables con la Formación Alisitos, podría implicar yuxtaposición tectónica de dos ambientes tectonoestratigráficos distintos: uno de tipo oceánico (secuencia de Bacubirito) y otro de arco magmático (Formación Alisitos). La idea de algunos autores (Miyashiro, 1975) de que las ofiolitas pueden representar también las partes basales de un arco magmático no parece aplicable al caso presente, debido a la extremada escasez de piroclásticos y otros materiales andesíticos o sedimentos terrígenos en la secuencia claramente pelágica de Bacubirito. Asimismo, la posición aparentemente invertida de la secuencia descansando por medio de una cabalgadura sobre rocas verdes metamorfoseadas, también sugiere fenómenos importantes de translación tectónica desde el norponiente, asociados posiblemente a la destrucción del mar cretácico donde se emplazó la secuencia ofiolítica (?) de Bacubirito.

En todo caso, habiéndose identificado la mayor parte de un posible complejo ofiolítico y sus rocas asociadas de edad albiana, en una región donde previamente no se habían reconocido rocas semejantes, se antoja meritorio un estudio geológico detallado de la región con el propósito de lograr un modelo más adecuado de la evolución tectónica del noroeste mexicano.

AGRADECIMIENTOS

El estudio se desarrolló como parte de las actividades del primer autor durante su año sabático, colaborando con la Comisión Federal de Electricidad para realizar diversos estudios geológico-petrográficos de apoyo a varios proyectos hidroeléctricos sobre los ríos Balsas y Sinaloa. Se agradece a las autoridades de esta Institución, así como a las del Instituto de Geología, las facilidades brindadas para la terminación de este estudio.

El manuscrito fue revisado críticamente por el M. en C. Jaime Roldán, quien hizo muy valiosas observaciones y comentarios.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Allison, E. C., 1955, Middle Cretaceous gastropoda from Punta China, Baja California, Mexico: *Jour. Paleontology*, v. 29, p. 400-432.
- Bamba, T., 1974, A series of magmatism related to the formation of spilite: in Amstutz, G. C. (ed.), *Spilites and spilitic rocks*. New York, Springer-Verlag, p. 83-112.
- Bonneau, Michel, 1969 (1971), Una nueva área cretácica fosilífera en el Estado de Sinaloa: *Bol. Soc. Geol. Mexicana*, v. 32, p. 159-167.
- Clark, K. F., 1971, Resumé of the geology of the Sinaloa de Leyva Quadrangle, Sinaloa, Mexico: México, D. F., Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología (informe inédito).
- Coleman, R. G., 1977, *Ophiolites*: New York, Springer-Verlag, 229 p.
- Dewey, J. F., y Bird, J. M., 1970, Mountain belts and the new global tectonics: *Jour. Geophys. Res.*, v. 75, p. 2625-2647.

- Dewey, J. F., y Bird, J.M., 1971, Origin and emplacement of the ophiolite suite; Appalachian ophiolites in Newfoundland: *Jour. Geophys. Res.*, v. 76, p. 3179-3206.
- Gass, I. G., Smith, A. G., y Vine, F. J., 1975, Origin and emplacement of ophiolites: *in Geodynamics today*. London, Royal Society, p. 54-64.
- Hopson, C. A., y Frano, C. J., 1979, Igneous history of the Point Sal ophiolite, southern California: *in* Abbott, P. L. y Todd, V. R., (ed.), *Mesozoic crystalline rocks*. San Diego State Univ., Dept. of Geol. Sci., Geol. Soc. America Annual Mtg., Guidebook Field trip. 24, p. 39-63.
- King, R. E., 1939, Geological reconnaissance in northern Sierra Madre Occidental of Mexico: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 50, p. 1625-1722.
- Márquez-Calderón, Rafael, 1974, Hoja La Peña: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Carta Geológica de México, Serie I:100,000.
- Miyashiro, A., 1975, Classification, characteristics, and origin of ophiolites: *Jour. Geology*, v. 83, p. 249-281.
- Miyashiro, A., Shido, F., y Ewing, Maurice, 1971, Metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30° N: *Phil. Trans. Royal Soc. London*, v. A268, p. 589-603.
- Moore, E. M., y Vine, F. G., 1971, Troodos Massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust; evaluation and implications: *Phil. Trans. Royal Soc. London*, v. A268, p. 443-466.
- Patwardhan, A. M., y Bhandari, A., 1974, Petrogenesis of spilites occurring at Mandi, Himachal, Pradesh, India: *in* Amstutz, G. C. (ed.), *Spilites and spilitic rocks*. New York, Springer-Verlag, p. 175-189.
- Penrose Participants, 1972, Ophiolites: *Geotimes*, December, 1972, p. 24-25.
- Rangin, Claude, 1978, Consideraciones sobre la evolución geológica de la parte septentrional del Estado de Sonora: Hermosillo, Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Primer Simposio sobre la geología y potencial minero en el Estado de Sonora, Libro-guía, p. 35-55.
- Roldán-Quintana, Jaime, y González-León, Carlos, 1979, Brief summary of the geology of the Cretaceous and Tertiary in the State of Sonora, Mexico: *in* Anderson, T. H. y Roldán-Quintana, Jaime, (ed.), *Geology of northern Sonora*. Geol. Soc. America, Guidebook, Field trip 27, p. 49-58.
- Santillán, Manuel, y Barrera, Tomás, 1930, Las posibilidades petrolíferas en la costa occidental de la Baja California, entre los paralelos 30 y 32 de latitud norte: *Inst. Geol. México, Anales*, v. 5, p. 1-37.
- Silver, L. T., Stehli, F. G., y Allen, C. R., 1963, Lower Cretaceous pre-batholithic rocks of northern Baja California, Mexico: *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, v. 47, p. 2054-2059.
- Spadea, P., 1974, Spilites of the Lucanian Apennine (Southern Italy): *in* Amstutz, G. C., (ed.), *Spilites and spilitic rocks*. New York, Springer-Verlag, p. 331-347.
- Spooner, E. T. C., y Fyfe, W. S., 1973, Sub-sea floor metamorphism, heat and mass transfer: *Contr. Mineral. and Petrol.*, v. 42, p. 287-304.
- Yoder, H. S., y Tilley, C. E., 1962, Origin of basaltic magmas; an experimental study of natural and synthetic rock systems: *Jour. Petrology*, v. 3, p. 342-532.
-